

## 降水量の時間変動のフラクタル解析\*

川上 紳一\*\*・吉田 英太郎\*\*\*・加藤 美香子\*\*\*\*  
松本 由紀\*\*\*\*\*

### 要旨

岐阜, 尾鷲, 長野, 富山の各気象官署で観測されている10分間雨量のデータを用いて, 各月ごとに降水量の変動幅の分布関数, 降水休止期間の分布関数を求め, フラクタル次元の値を決定した。また, 時間軸上の降水期間の分布がフラクタルであるかどうかを粗視化の度合を変える方法を用いて検討した。降水期間の分布がフラクタルならば, 降水量の単位計測時間 ( $\Delta t$ ) と総降水時間 ( $T$ ) にはべき乗則が成立し, その関係はフラクタル次元を  $D$  と表すと,  $T \propto (\Delta t)^{1-D}$  で与えられる。4 観測地点のデータは  $\Delta t$  が10分から720分までの範囲でべき乗則に従い, この時間スケールでフラクタルとみなせることがわかった。得られた分布関数およびフラクタル次元の季節変化と地域性について考察した。

### 1. はじめに

フラクタルは Mandelbrot によって導入された概念で特徴的な長さを持たない図形や構造, 現象などの総称である (Mandelbrot, 1977, 1982)。乱流はフラクタルの代表的な例であるので, 大気の運動が乱流ならば様々な気象変化や気候変動にもフラクタル的性質が認められると考えられる。気象変化や気候変動のフラクタル的研究は, 近年活発に行われるようになってきている (例えば, Schertzer and Lovejoy, 1988; Lovejoy and Schertzer, 1988)。

気象学や気候学におけるフラクタルにはいろいろあるであろうが, 特に降水量の時間変動は間欠的であり, フラクタル的性質を持っていると考えられる。Lovejoy and Mandelbrot (1985) は空間的に孤立したひとつの雨雲から降る雨の時間変化がフラクタルであることを観測データを用いて示し, 降水変動や降水域のフラクタル・モデルを提案した。

しかし, 彼らの結果に異議を唱える解析結果もあり

(Zawadzki, 1987), 降水過程が彼らの提案したような簡単なフラクタル・モデルで記述できるかどうかは論争になっている。

川上・吉田 (1988) (以下 KY と略す) は, 空間的に固定された一点で観測した降水量の時間変化データをもとに分布関数やスペクトルを求め, 降水過程にフラクタル的性質のあることを明らかにした。しかし降水過程は複雑なため, 単純なフラクタルモデルでは記述が困難であり, さらに様々な視点からの検討が必要である。

本論では, 尾鷲, 長野, 富山の各気象官署で観測されている10分間雨量のデータを用いて, KY と同様の解析を行ったので報告する。

フラクタルの概念については, 高安(1986), 高安・高安(1988), 小川(1988), Feder(1988) など, 最近やさしい解説書が多く出版されているので参照されたい。

### 2. 降水変動のフラクタル

#### 2.1 降水変動のフラクタル次元

降水量の観測データは時刻  $t - \Delta t$  と  $t$  の間に降った降水量  $R(t)$  の時系列からなる。一般に降水変動は  $R(t)$  を縦軸にとり, 時間を横軸にとった図に示される。このように横軸と縦軸の次元が異なるフラクタル図形は自己アフィンフラクタルと呼ばれている。このような図形のフラクタル次元で注意すべきことは縦軸のスケールを変えるとフラクタル次元が異なることである (Feder,

\* A fractal analysis of rain fall events.

\*\* Shin-ichi Kawakami, 岐阜大学教育学部地学教室。

\*\*\* Eitarou Yoshida, 岐阜県駄知小学校。

\*\*\*\* Mikako Katoh, 岐阜県市橋小学校。

\*\*\*\*\* Yuki Matsumoto, 岐阜県白川中学校。

——1990年1月25日受領——

——1990年8月27日受理——

1988). 今, 降水量の座標を粗いスケールで表すと  $R(t)$  の値は座標目盛りの値に対して小さく, そのグラフはほとんど横軸と一致してしまい, 直線のように見える ( $D=1$ ). しかし縦軸を細かいスケールで表すと,  $R(t)$  は複雑な時間変化を示し,  $D>1$  となるであろう. 従って降水変動のフラクタル次元を定義するには横軸, 縦軸をできるだけ細かいスケールで表現しなくてはならない. このような理由から KY は岐阜地方気象台で観測された10分間雨量のデータを使用した. これは長期間にわたって観測されている観測データの中で最も時間分解能が高いものである.

解析方法は岐阜の場合と同様に各月ごとに分けて次の分布関数を調べ, フラクタル次元の値を求めた.

### (1) 降水変動の変動幅の分布関数

10分間雨量の時系列データ ( $R(t_i)$ ,  $i=1, 2, \dots, n$ ) から,  $t_i$  と  $t_{i+1}$  における10分間雨量の変化量  $\Delta R(t_i) = R(t_{i+1}) - R(t_i)$  を計算し, 各月ごとに  $\Delta R(t_i)$  の頻度分布関数を求める. これはべき乗分布に従うことが期待され, そのべき指数は降水変動のフラクタルモデルを与えると, フラクタル次元と関係づけることができる (Lovejoy and Mandelbrot, 1985).

### (2) 雨の休止期間の分布関数

ある時系列がパルスの場合, パルス間隔の分布関数を調べることもフラクタル次元推定の有力な方法である (高安, 1986). 降水の時間変動は間欠的であり, 長い時間スケールでみた降水事象はパルス列とみなすことができる (川上・吉田, 1988). この場合, ひと雨の降り終わりから次の雨の降り始めの間の時間の分布関数が勾配  $D(0 < D < 1)$  のべき乗分布に従う時, パルス (降水事象) の分布は  $D$  次元のフラクタルであると言える. パルス列のフラクタル次元は降水変動の時間軸断面の分布であり, KY は降水変動のフラクタル次元 ( $D_1$ ) としてこれに1を加えたものを採用した. 自己相似フラクタルではこの関係は数学的定理であり, 自己アフィンフラク

タルである非整数線対線ブラウン関数についても成立している (Mandelbrot, 1982). 本論でも, 降水変動のフラクタル次元として同様な定義を採用する.

今回は新たに粗視化の度合を変える方法も用いた. この方法については次節で詳しく述べる.

### 2.2 粗視化の度合を変える方法

降水変動がフラクタルであれば, 単位計測時間の異なる降水量の時間変化は同様にみえるであろう. この場合, 時間目盛りや降水量の目盛りがなければどのような観測データなのか判断できないことを意味する. 降水変動は自己アフィンフラクタルであるので, 粗視化の度合を変える方法でフラクタル次元を一意的に決定することはできない. しかし時間軸のみに注目し, 降水があった時間の集合

$$\Sigma(\Delta t) = \{t | R(t) > 0\} \quad (1)$$

を考えると, これはフラクタル集合とみなすことができる.

第1図に  $\Sigma(\Delta t)$  を模式的に示す. この図から明らかのように降水のあった時間の集合は  $\Delta t$  の関数になっている.

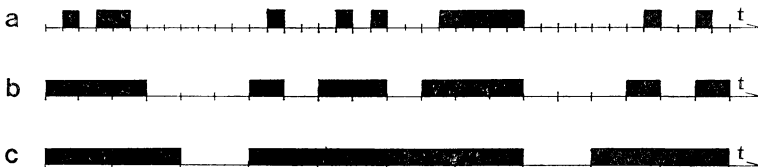
ここでは実際の降水データから求められた集合がフラクタル集合であるかどうかを調べるわけであるが, 同様な集合で典型的なフラクタルであるカントール集合の性質について調べよう.

長さ1の線分  $[0, 1]$  を考える (第2図a). これを3等分し, 真中の部分  $[1/3, 2/3]$  を消去する (第2図b). 残った部分  $[0, 1/3], [2/3, 1]$  を3等分し, 真中の部分を消去する (第2図c). この操作を無限に繰り返した極限に残った部分の集合をカントール集合という. この操作を  $n$  回行くと, 単位長さ  $\delta = (1/3)^n$  の線分が  $2^n$  個できる. この  $2^n$  個の線分の全体の長さは

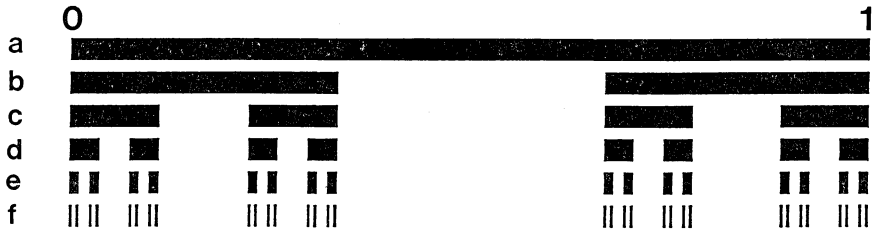
$$L(\delta) = (2/3)^n = \delta^{1-D} \quad (2)$$

となる. ここで

$$D = \log 2 / \log 3 = 0.6309 \dots \quad (3)$$



第1図 時間軸上の降水量のあった期間の分布. 単位計測時間は, (a)  $\Delta t$ , (b)  $2\Delta t$ , (c)  $4\Delta t$ . 単位計測時間が長い程, 見かけ上降水期間が長いように見える.



第2図 カントール集合の構成法. 長さ1の線分(a)を3等分し, 真中の部分を消去する. できた2つの線分を3等分し, 同様に真中の部分を消去する. この手続きを無限に繰り返すとカントール集合になる.

である.

カントール集合の作図の1回の操作において, 元の図形を1/3に縮小した図形が2個ずつできるので, その相似次元 ( $D_s$ ) は

$$D_s = \log 2 / \log 3 \quad (4)$$

となり, (3)と一致する. カントール集合は点の集まりであるので, そのトポロジカルな次元は零であるが, フラクタル次元は0と1の中間の値をとっている.

カントール集合の隣接する2つの要素の間隔を  $\tau$  とすると, その分布関数は

$$P(>\tau) \propto \tau^{-D} \quad (5)$$

となる.  $D$ はフラクタル次元(相似次元)と一致している.

カントール集合を作図する過程で現れる図形(第2図 b, c, ...)はプレフラクタル図形と呼ばれている. 第2図に現れたプレフラクタルはカントール集合の粗視化に対応していると言うことができ, 粗視化の程度は  $\delta$  で表される.

さて, カントール集合のプレフラクタル図形と降水の時系列から得られた集合(第1図)の関係について見てみよう. 第1図で単位計測時間  $\Delta t$  を変化させることは, カントール集合の粗視化と同様に考えてよく,  $\Delta t$  の異なる集合はプレフラクタル図形とみなすことができる. もし, 降水の時間分布がフラクタルであれば, (2)と同様の関係が成立する. すなわち単位計測時間が  $\Delta t$  の時の総降水時間を  $T$  とすると,

$$T \propto (1/\Delta t)^D \cdot \Delta t = (\Delta t)^{1-D} \quad (6)$$

が成立する.

(6)の関係をを用いて求められる次元は, 時間断面上の集合のフラクタル次元であるので, 降水変動のフラクタルの値 ( $D_2$ ) としてはこれに1を加える必要がある.

第1表 岐阜, 尾鷲, 長野, 富山の月別平均降水量 (1950年~1980年)

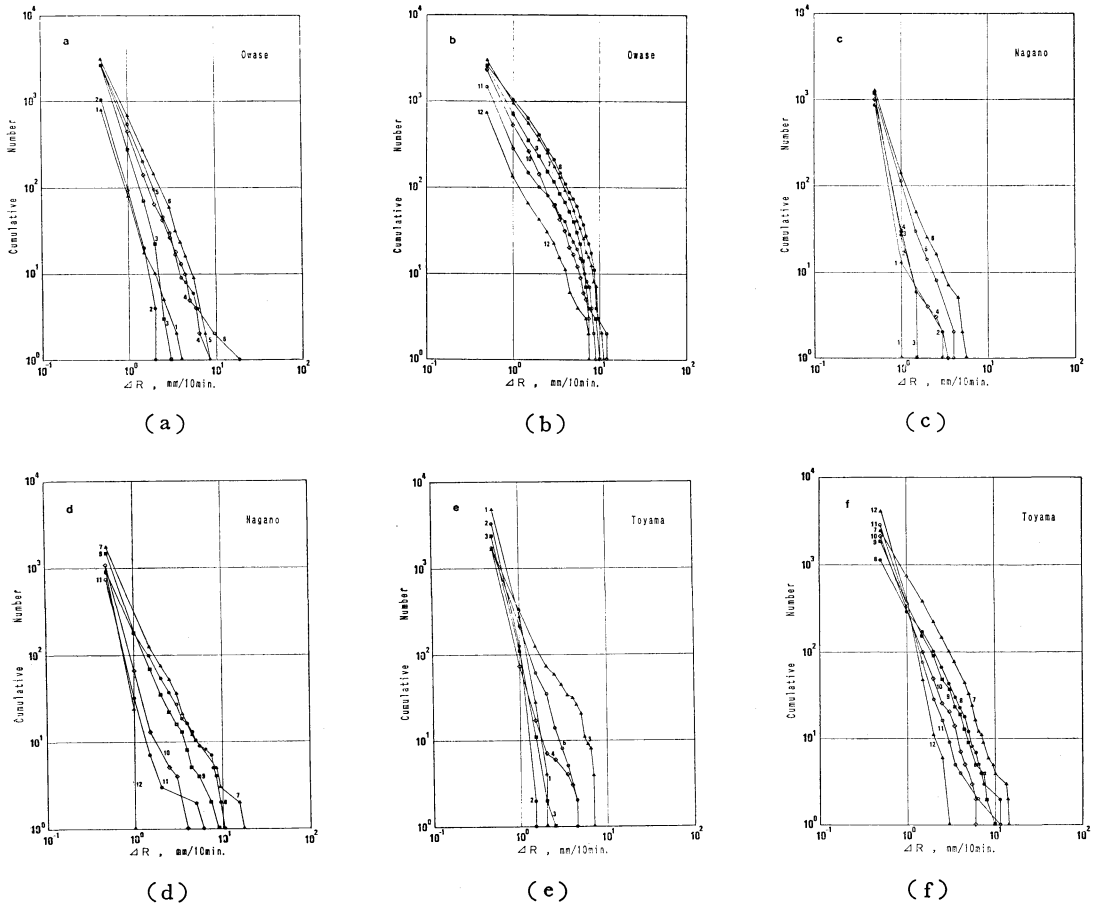
|     | 岐 阜   | 尾 鷲   | 長 野 | 富 山   |
|-----|-------|-------|-----|-------|
| 1月  | 68    | 106   | 57  | 279   |
| 2月  | 81    | 140   | 47  | 182   |
| 3月  | 118   | 206   | 55  | 152   |
| 4月  | 206   | 412   | 67  | 134   |
| 5月  | 202   | 352   | 79  | 124   |
| 6月  | 284   | 458   | 140 | 190   |
| 7月  | 300   | 420   | 149 | 241   |
| 8月  | 193   | 563   | 102 | 196   |
| 9月  | 258   | 684   | 126 | 229   |
| 10月 | 131   | 440   | 77  | 166   |
| 11月 | 87    | 222   | 46  | 184   |
| 12月 | 57    | 115   | 43  | 270   |
| 計   | 1,985 | 4,118 | 987 | 2,346 |

理科年表による.

### 3. 資料と解析方法

解析にあたって単位時間当りの降水量の時間変化を定常時系列として扱えることが望ましいことから, KYは便宜的に月ごとのグループに分けて解析を行った. 単位計測時間を変化させた(粗視化の程度を変化させた)場合に(6)式が成立するかどうかを調べ, 降水変動がフラクタルであるか, その次元の値は他の方法のものとは一致するかどうかを追試した.

データは岐阜地方気象台, 尾鷲測候所, 長野地方気象台, 富山地方気象台で観測された1980年から1987年のすべての10分間雨量を用いた. これらの観測地点の降水量の統計値を第1表に示した. 年平均降水量は, それぞれ1,985, 4,118, 987, 2,346 mm である. 尾鷲は日本で



第3図 降水量の時間変化の変動幅の分布関数。(a)尾鷲1月～6月。(b)尾鷲7月～12月。(c)長野1月～6月。(d)長野7月～12月。(e)富山1月～6月。(f)富山7月～12月。

最も降水量の多い地域に属し、長野は降水量の少ない地域に属している。富山は冬期の積雪が多い地域である。これらの地域のデータを解析することにより、フラクタル次元の地域性に関する概要を把握することができると考えた。

10分間降水量のデータをもとに20分間雨量、30分、60分、…を求め、それぞれの総降水時間を求めた。

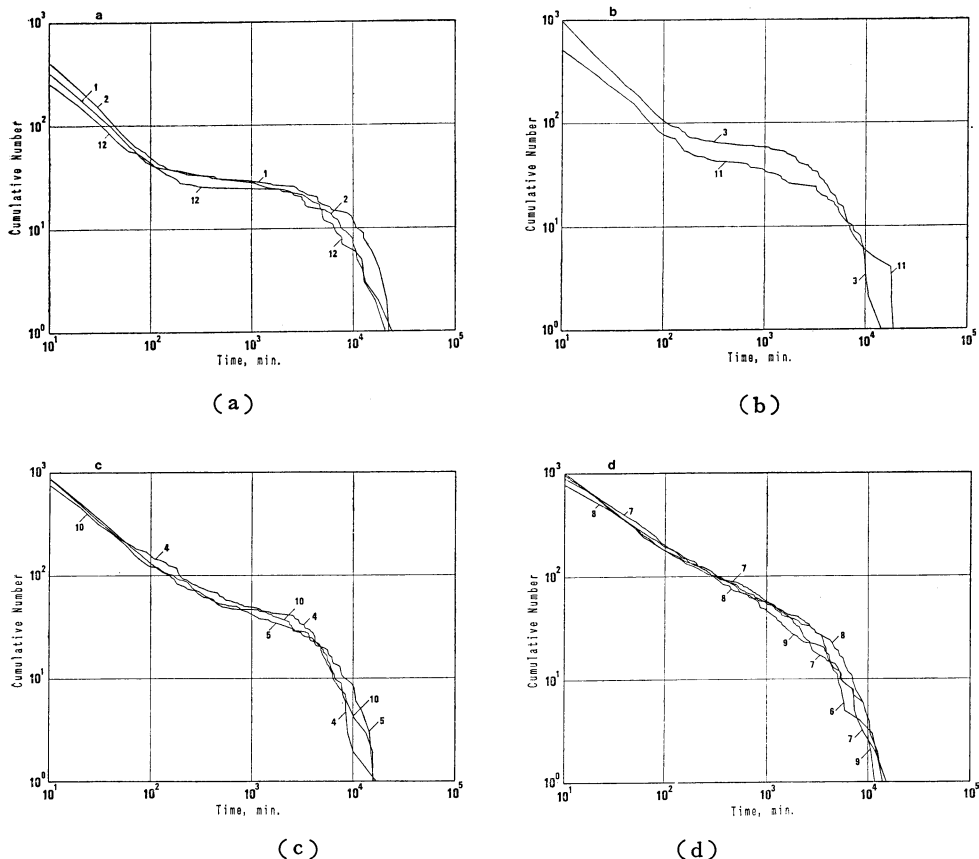
## 4. 結果

### 4.1 降水量時間変化の変動幅の分布関数

第3図に尾鷲、長野、富山の各月ごとの降水量時間変化の変動幅の分布関数を示す。地点ごとに分布関数の形をみると1月から7月に向けてグラフは右方向へシフトし、8月から12月に向けて左方向へシフトしている。こ

れは夏期ほど  $\Delta R$  の値の大きい変動の頻度が多いことを意味している。分布関数には  $N(>\Delta R) \sim 10^1$  付近に折れ曲がりがあり、 $N(>\Delta R) > 10^1$  の部分はべき分布で近似できる。第2表にその勾配 ( $\alpha$ ) の値を示す。 $\alpha$  の値の範囲は1.2～5.5であった。

地点別に分布関数の特徴をみると、尾鷲では夏期(6月～10月)の降水変動には大きな  $\Delta R$  の値をとる頻度が高く、 $\Delta R$  が5から10の範囲でグラフは上に凸になっている。このような特徴は Zawadzki (1987) のモントリオールにおけるデータの解析結果と類似している。一方、長野と富山の分布関数は比較的類似している。詳しくみると富山は長野に比べ一年を通して降水量が多いため、変動幅の頻度が高くなっている。富山では冬期(12月～2月)に雪による降水が多いため、特に頻度が高く



第4図 尾鷲における降水休止期間の分布関数。  
 (a) 12, 1, 2月。 (b) 3, 11月。  
 (c) 4, 5, 10月。 (d) 6, 7, 8, 9月。

なっている。

変動幅の分布関数を細かくみれば、各地点の降水気候の特徴を反映しているが、その季節変化には類似性が認められる。

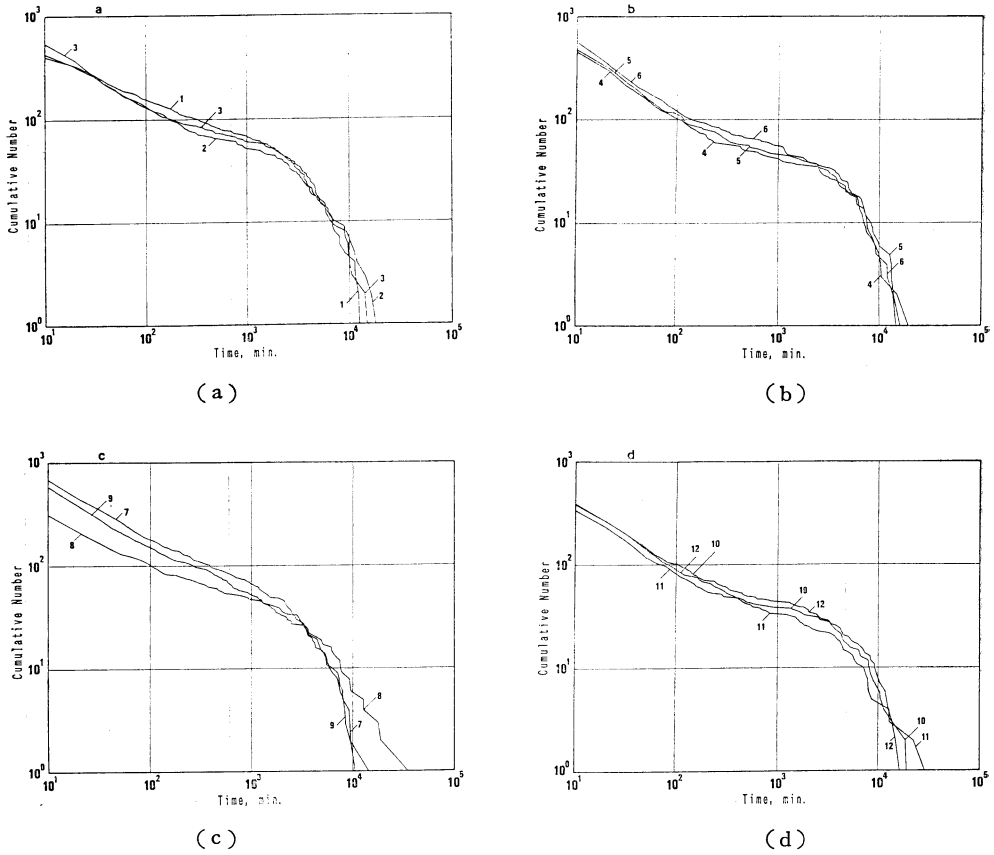
4.2 降水休止期間の分布関数

第4図に尾鷲における降水休止期間の分布関数を示す。これらの分布関数には折れ曲がりが存在しており、そのグラフの特徴から4つのグループに分類した。第4図(a)に冬期(12月~2月)の分布関数を示す。 $\tau=10^2(\text{min.})$ 付近と $\tau=5\sim 8\times 10^3(\text{min.})$ に折れ曲がりが存在しており、中間の領域では分布関数の傾きが極端に緩やかになっている。このような特徴は夏期へ向かうにつれて顕著ではなくなり(第4図(b), (c)), 6月から9月では中間の領域は認められない。

第5図に長野における降水休止期間の分布関数を示す。長野の場合には分布関数の $3\times 10^2(\text{min.})$ 付近に尾鷲のような顕著な季節変化は認められないのが特徴である。7月, 8月以外の月の分布関数は、 $\tau=3\times 10^2\sim 5\times 10^3(\text{min.})$ の範囲で勾配が緩やかになっている。

第6図に富山における降水休止期間の分布関数を示す。降水休止期間の頻度分布は夏期に比べ冬期の方が大きくなっており、分布関数の勾配の緩やかな部分が存在しない。

$\tau < 3\times 10^2(\text{min.})$ の部分の分布関数はべき乗分布で表され、その勾配から求められたフラクタル次元( $D_1$ )を第3表に示す。KYは岐阜で得られた値の平均値が5/3に近いことなどから、降水変動に次元5/3のフラクタル的性質が存在することを指摘した。今回の結果では、

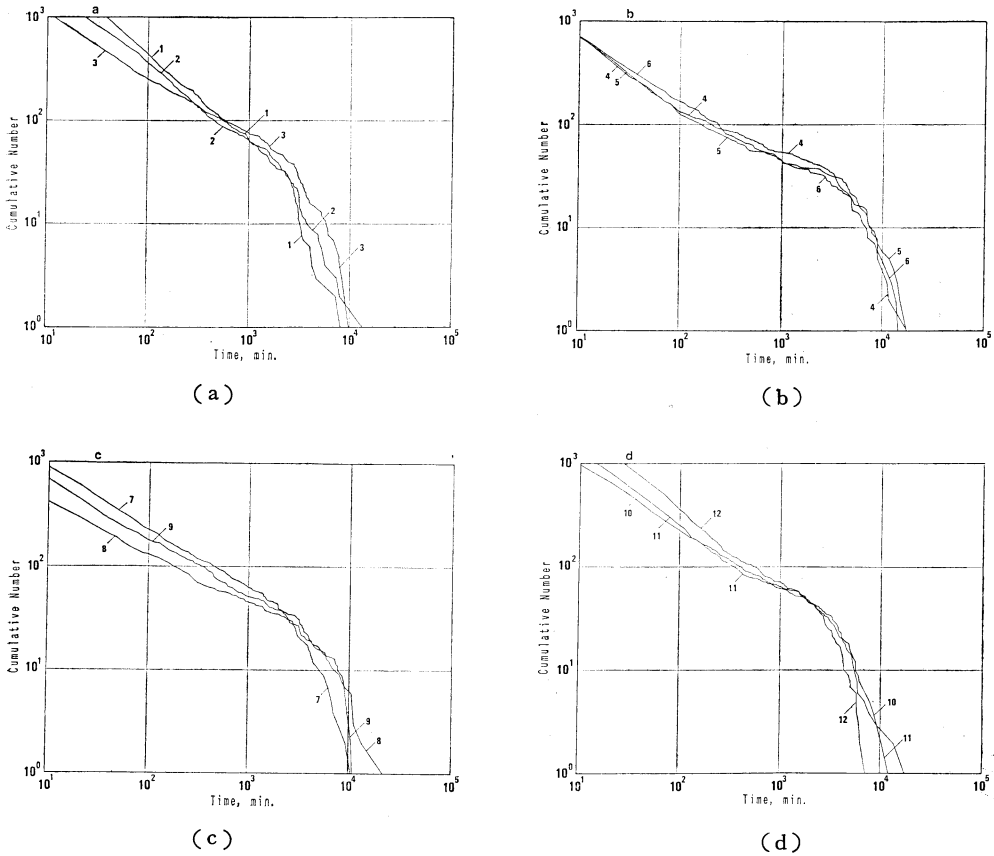


第5図 長野における降水休止期間の分布関数

(a) 1, 2, 3月. (b) 4, 5, 6月.  
 (c) 7, 8, 9月. (d) 10, 11, 12月.

第2表 降水量時間変化の変動幅の分布関数のべき指数 ( $\alpha$ )

|     | 岐阜        | 尾鷲        | 長野        | 富山        |
|-----|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1月  | 5.15±0.15 | 2.91±0.05 | 5.25±0.23 | 4.19±0.04 |
| 2月  | 4.77±0.12 | 3.40±0.05 | 5.48±0.25 | 4.87±0.07 |
| 3月  | 3.74±0.05 | 3.07±0.03 | 4.87±0.13 | 4.33±0.06 |
| 4月  | 3.35±0.03 | 2.35±0.02 | 4.44±0.14 | 3.97±0.08 |
| 5月  | 2.51±0.04 | 2.15±0.01 | 2.95±0.04 | 2.73±0.04 |
| 6月  | 2.40±0.04 | 2.00±0.01 | 2.52±0.03 | 2.13±0.02 |
| 7月  | 1.82±0.02 | 1.38±0.01 | 2.01±0.02 | 1.55±0.01 |
| 8月  | 1.56±0.03 | 1.19±0.01 | 1.72±0.02 | 1.52±0.02 |
| 9月  | 2.10±0.04 | 1.57±0.01 | 2.40±0.03 | 1.96±0.02 |
| 10月 | 2.88±0.07 | 1.79±0.01 | 3.28±0.07 | 2.50±0.02 |
| 11月 | 3.08±0.06 | 1.76±0.02 | 3.91±0.12 | 2.95±0.03 |
| 12月 | 4.32±0.13 | 1.79±0.02 | 5.25±0.16 | 3.53±0.03 |



第6図 富山における降水休止期間の分布関数.

(a) 1, 2, 3月. (b) 4, 5, 6月.  
 (c) 7, 8, 9月. (d) 10, 11, 12月.

$D_1$  の値は1.4~1.8の範囲で、地域や季節によって異なった値をとっている。このことはフラクタル次元  $D_1 = 5/3$  は普遍的な定数ではないことを示唆している。

4.3 総降水時間 (T) と単位計測時間 ( $\Delta t$ ) の関係

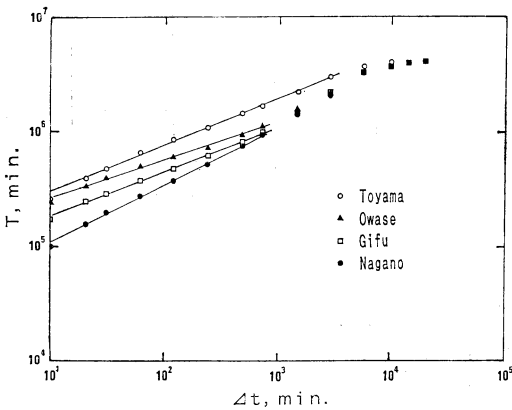
第7図に T と  $\Delta t$  の関係を示す。ここではまず地域性を調べるために各地点につき8年分のデータを一括して解析した。岐阜、尾鷲、長野、富山のいずれの場合も、 $\Delta t > 720$  (min.) (=12時間) において、直線関係からのずれが生じているが、それ以外の時間スケールでは直線的であり、(6) 式で表される。すなわち時間スケール10分から12時間の間では、降水の時間分布はフラクタル的であると結論される。 $D_2$  の値は観測点ごとに異なっており、その値は岐阜  $0.619 \pm 0.005$ 、尾鷲  $0.676 \pm 0.005$ 、富山  $0.604 \pm 0.007$ 、長野  $0.511 \pm 0.004$  となった。

富山における T- $\Delta t$  関係は、岐阜、尾鷲、長野のものと異なっている。 $\Delta t$  が10分から1,440分 (=1日) の領域では富山は最も降水時間が長く、他の地域の約2倍である。これは11月下旬から3月上旬にかけて、毎日のように断続的に降雪があることによる。

同様の解析を各月ごとに行った。各月ごとの関係も第7図と同様に  $\Delta t < 720$  (min.) で直線関係が成り立ち、その勾配からフラクタル次元を求めた。第8図に降水休止期間から求めたフラクタル次元 ( $D_1$ ) の値 (第3表) と T- $\Delta t$  関係から求めたフラクタル次元 ( $D_2$ ) の値の関係を示す。尾鷲の冬期 (12月~3月) の値は降水休止期間から求めたフラクタル次元の方が系統的に大きい値を示すが、他のデータはほぼ一致していると言える。

第3表 降水休止期間の分布関数から求めたフラクタル次元

|     | 岐 阜       | 尾 鷲       | 長 野       | 富 山       |
|-----|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 1月  | 1.68±0.01 | 1.77±0.01 | 1.39±0.01 | 1.67±0.01 |
| 2月  | 1.84±0.02 | 1.82±0.01 | 1.47±0.01 | 1.59±0.01 |
| 3月  | 1.89±0.02 | 1.84±0.01 | 1.57±0.01 | 1.56±0.01 |
| 4月  | 1.79±0.02 | 1.70±0.01 | 1.58±0.01 | 1.64±0.01 |
| 5月  | 1.75±0.01 | 1.73±0.01 | 1.59±0.01 | 1.65±0.01 |
| 6月  | 1.72±0.01 | 1.62±0.01 | 1.59±0.01 | 1.55±0.01 |
| 7月  | 1.62±0.01 | 1.56±0.01 | 1.49±0.01 | 1.53±0.01 |
| 8月  | 1.47±0.01 | 1.55±0.01 | 1.42±0.01 | 1.45±0.01 |
| 9月  | 1.60±0.01 | 1.65±0.01 | 1.52±0.01 | 1.51±0.01 |
| 10月 | 1.74±0.01 | 1.69±0.01 | 1.53±0.01 | 1.56±0.01 |
| 11月 | 1.73±0.01 | 1.70±0.01 | 1.55±0.01 | 1.63±0.01 |
| 12月 | 1.55±0.01 | 1.70±0.01 | 1.55±0.01 | 1.64±0.01 |



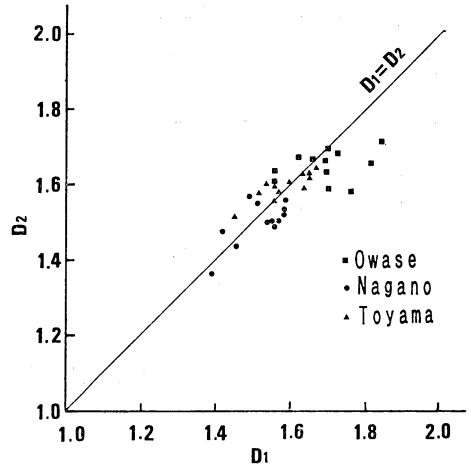
第7図 単位計測時間 ( $\Delta t$ ) と総降水時間の関係。

5. 考 察

5.1 T- $\Delta t$  関係の意味

第7図より10分から12時間の時間スケールで T と  $\Delta t$  は直線的であり、降水の時間分布がフラクタルであることを確かめることができた。フラクタルは特徴的な時間スケールが存在しないことを意味しているので、この時間スケールでは降水過程の時間分布のみを用いて、雨が降るかどうかを予測することは困難である。

降水休止期間の分布関数の曲線では、 $\tau=300$  (min.) (= 5時間) 付近で曲線の折れ曲がりが見られるが、第7図ではこの時間付近では曲線に折れ曲がり認められない。T- $\Delta t$  関係は1時間降水量と6時間降水量というように、異なる計測時間の降水データの間のスケール

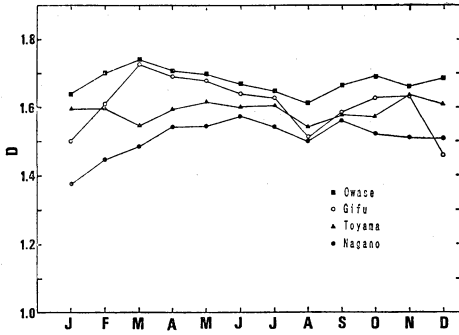


第8図 降水休止期間から求めたフラクタル次元 ( $D_1$ ) と T- $\Delta t$  関係から求めたフラクタル次元 ( $D_2$ ) の関係。

ング則であり、単位計測時間が長い時系列には細かい時間変動の情報が含まれていないことによると思われる。今回行った解析結果では、T- $\Delta t$  関係から得られたフラクタル次元の値は降水休止期間のフラクタル次元の値とはほぼ一致しているため、フラクタル次元の値を推定するには、10分間降水量の降水休止期間の分布関数を求めるよりも T- $\Delta t$  関係を用いる方が手軽である。

従来の降水量の時系列モデルには、ポアソン過程モデルや AR モデルなど様々なモデルがあり、実際のデータからモデル・パラメータをどのように推定するか





第9図 D値の季節変化と観測地点依存性。

関する研究が活発に行われている (例えば, Georgakakos and Kavvas, 1987), Rodriguez-Iturbe *et al.* (1984) は, 降水過程の数学的構造やモデル・パラメータの推定における問題点が, 降水量の単位計測時間のスケールに強く依存することを指摘している。今回行った解析は降水過程の時間分布のみのスケーリング則であり, 降水量の大きさを含めたスケーリング則を明らかにすることは, 降水変動のフラクタル解析の今後の大きな課題である。吉野 (1960) によると, 計測期間の長さ (T) と降水量の極値 ( $R_{max}$ ) の間に

$$R_{max} \propto T^m \quad (7)$$

という関係が存在することを示している。この関係式は降水量の大きさに関するスケーリング則の一つと見なされる。

### 5.2 季節変化について

AMeDAS のデータの  $T-t$  関係を用いて, 降水過程のフラクタル次元の地域性の解析が東京都立大学の須田芳彦氏によって進められている (須田, 1988)。ここでは  $T-t$  関係から得られるフラクタル次元に注目し, その季節変化を調べた。第9図にフラクタル次元 ( $D_2$ ) の年変化を示す。各地点ごとにフラクタル次元の値に違いがあるが, その年変化のパターンは類似している。8月のD値は7月や9月の値に比べ顕著に小さくなっており, 興味深い。8月は日本全体が太平洋高気圧に覆われて大気が安定であることを反映していると解釈されるであろう。

### 5.3 地域性について

降水変動のフラクタル次元の値が地域によって異なることは KY によって予想されていたが, 今回の解析によってこのことを確かめることができた。しかし, フラクタル次元の値が観測地点によって異なることの意味は

今回の解析では明らかにすることはできなかった。須田 (1988) は, 日本の各地の AMeDAS 観測点の降水量のデータ (1時間降水量) を用いて, 総降水時間と単位計測時間の関係を求め, 1時間から72時間の時間スケールで (6) 式が成り立つことを示している。彼によると, Dの値は1.40~1.63まで変化し, 地形性上昇域で高い値を持つ。一般的にみて須田の得たDの値は今回求めた値より小さくなっている。これは AMeDAS の最小降水量の単位が1mmであるため, 10分間降水量 (0.5mm) に比べ分解能が悪いことによると考えられる。

## 6. ま と め

尾鷲, 長野, 富山の10分間降水量データをもとに降水量の時間変化の変動幅の分布関数, 降水休止期間の分布関数および降水計測時間 ( $\Delta t$ ) と総降水時間の関係 (T) を求めた。時間スケール10分から12時間の領域で,  $\Delta t$  と Tとの間にべき乗則が成り立つことを明らかにした。得られたフラクタル次元の季節変化について考察を行った。須田 (1988) の解析結果では, フラクタル次元の値は地形性の上昇域で大きくなっているが, このことと今回の結果が符合するかどうか, さらに検討する必要がある。

## 謝 辞

岐阜, 長野, 富山の各地方気象台および尾鷲測候所の方々には, 降水量のデータを使用させて頂いた。日本気象協会岐阜支部の方々にはいろいろとお世話になった。神戸大学高安秀樹博士に貴重な助言を頂いた。南部浩一氏, 斎藤郁子さんにはデータの収集に協力して頂いた。また, 東京都立大学須田芳彦氏に未公表の解析結果を見せて頂いた。ここに心からお礼を申し上げます。

## 参考文献

Feder, J., 1988: Fractals, Plenum.  
 川上紳一・吉田英太郎, 1988: 降水量の時間変化の統計的性質とフラクタル, 天気, 35, 694-700.  
 Georgakakos, K.P. and M.L. Kavvas, 1987: Precipitation analysis, modeling, and prediction in hydrology. Rev. Geophys., 25, 163-178.  
 Lovejoy, S. and B.B. Mandelbrot, 1985: Fractal properties of rain, and a fractal model, Tellus, 37A, 209-232.  
 ———, S. and D. Schertzer, 1988: Scaling, fractals, and nonlinear variability in geophysics, EOS, 69, 143-145.  
 Mandelbrot, B.B., 1977: Fractals: Form, Chance,

and Dimension, W.H. Freeman and Co.  
 \_\_\_\_\_, 1982: The fractal geometry of Nature,  
 W.H. Freeman and Co.  
 小川 泰, 1988: フラクタルとは何か, 岩波書店.  
 Rodriguez-Iturbe, I., V.K., Gupta, and E. Way-  
 mire, 1984: Scale considerations in the modeling  
 of temporal rainfall. Water Resources Res., 20,  
 1611-1619.  
 Schertzer, D. and S. Lovejoy, 1988: Scaling, Fra-  
 ctals, and Non-linear Variability in Geophysics  
 1. D. Reindal, Hingham, Mass.  
 須田芳彦, 1988: 降水の地形効果に関する統計的考

察. 1988年度日本地理学会春期大会予講集, 164-  
 165.  
 高安秀樹, 1986: フラクタル, 朝倉書店.  
 \_\_\_\_\_, 高安美佐子, 1988: フラクタルって何だ  
 ろう, ダイヤモンド社.  
 吉野正敏, 1960: 日本における雨量最大観測値・  
 雨量一時間曲線・雨量強度一時間曲線の特性とそ  
 の分布. 気象集誌2輯, 38, 27-46.  
 Zawadzki I., 1987: Fractal structure and expo-  
 nential decorrelation in rain. J. Geophys. Res.,  
 92, 9586-9590.



## 英国気象局のハドレーセンターについて

既に報道されているように, 英国気象局 (Met. Office) の付属施設としてハドレーセンターが設置され, 活動を開始した. このハドレーセンターのパンフレットが手に入ったので, その内容を簡単に紹介する (なお気象局も1990年4月2日から国防省を離れて独立の機関 (Executive Agency) となっている).

センターの正式名称は The Hadley Centre for Climate Prediction and Research で, 気象局の側の新しいビルに設置されている. センターは気象局と環境省 (Dept. of the Environment) の連携のもとに設置されており, これまでの気象局における気候研究と環境省による気候変動予測に関する新規計画を統合して行う.

所長は今年1月に Natural Environment Research Council から気象局に戻ってきた Dr. D. Carson である. スタッフとしては, 気象局の既存の Synoptic Climatology Branch と Dynamical Climatology Branch から約60名が移ってきており, 他に環境省が25人分のポストを提供している. この中には短期研究員のポストも含まれている. 他に国内外の研究者のための客員研究員のポストもある. スーパーコンピューターも環境省の予算で整備されている.

センターの目的は, (1) 気候の物理的基礎についての研究を強化すること, (2) 21世紀におけるグローバルお

よび地域的な気候変動を予測するために, 国内外の気候研究の結果を最大限に利用することを保証すること, および (3) 英国における気候研究の中心として, また国際的な研究協力の窓口として機能すること, にある.

これらの目的を達成するために, (1) 大気 の物理過程を表現する方法の改善, (2) 全球および熱帯海洋モデルの開発, (3) 海氷のモデル化, (4) 観測資料による気候変動の診断, (5) 中層大気の力学および化学のモデル化, (6) 数週間から数カ月の延長予報の方法の開発, (7) 大気-海洋結合モデルの改良, (8) 高解像度モデルを用いた地域的な気候変動の予測, (9) 炭素循環・海面水位変動・熱帯雨林の消失あるいは砂漠化などを研究出来るモデルの開発, (10) 気象観測資料・衛星観測資料のデータベース化, (11) 気候モデルの国際比較, などの研究が計画されている.

住所

The Hadley Center for Climate Prediction and  
 Research

Meteorological Office

London Road

Bracknell

Berkshire RG 12 2SY

(気象研究所応用気象研究部・藤谷徳之助)